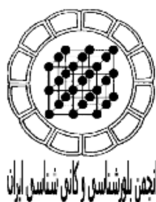
مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران

سال بیست و هفتم، شمارهٔ اول، بهار ۹۸، از صفحهٔ ۱۹ تا ۳۰



کانی‌شناسی، زمین‌شیمی و سنگ‌زایی آمفیبولیت‌های شمال‌شرق یان‌چشمه، جنوب‌شرق دریاچه زاینده‌رود

سید محمد حسینی[1]، علیرضا داودیان دهکردی*[1]، ناهید شبانیان بروجنی[1]، حسین عزیزی[2]

۱- دانشکده منابع طبیعی و علوم زمین، دانشگاه شهرکرد

۲- گروه معدن، دانشکده مهندسی، دانشگاه کردستان

(دریافت مقاله: ۹۶/۱۱/۷، نسخه نهایی: ۹۷/۳/۵)

چکیده: در شمال‌شرق روستای یان‌چشمه (جنوب‌شرق دریاچه زاینده‌رود) رخنمون‌هایی از سنگ‌های آمفیبولیتی با بافت میلونیتی دیده می‌شوند. کانی‌شناسی این سنگ‌ها شامل آمفیبول، پلاژیوکلاز، کوارتز، کلینوزوئیزیت، روتیل، کلریت، تیتانیت، بیوتیت و کانی کدر است. آمفیبول‌ها به صورت ماهی دیده می‌شوند. این آمفیبولیت‌ها دارای یک سنگ مادر آذرین بازالتی با ماهیت نیمه قلیایی هستند و براساس مقدار نیکل (۳۷۰- ۲۹۹ قسمت در میلیون) و کروم (۱۹۰۰ -۱۱۶۹ قسمت در میلیون) و سیلیس (۴۹/۲۰- ۴۴/۹۱ درصد وزنی) شباهت زیادی به ماگمای جدایش نیافته دارند. الگوی عناصر خاکی نادر بهنجار شده به کندریت، غنی‌شدگی عناصر خاکی نادر سبک (LREE) نسبت به عناصر خکی نادر سنگین (HREE) بدون ناهنجاری مشخصی از Eu را نشان‌می‌دهد. مقادیر پایین TiO_2، Zr، P_2O_5 و Nb/Y به همراه غنی‌شدگی از LREE همراه با ناهنجاری منفی Nb از مشخصه‌های بارز بازالت‌های تولئیتی سیلابی قاره‌ای و فعالیت ماگمایی درون صفحه‌ای است. مقادیر پایین Rb وNb نشان‌دهنده آلودگی کم پوسته‌ای است. تمایلات تولئیتی، درصد عناصر قلیایی پایین به همراه بالا بودن مقدار MgO، FeO، Cr و Ni بیانگر ذوب بخشی بالا در یک محیط کششی درون قاره‌ای همراه با کاهش سریع فشار بوده که منجر به بالا آمدگی سریع ماگما و عدم آلودگی پوسته‌ای شده است که به عنوان عوامل موثر بر تشکیل سنگ مادر بازالتی این آمفیبولیت‌ها معرفی شده‌اند.

واژه‌های کلیدی: زمین‌شیمی؛ *بازالت درون صفحه‌ای؛ آمفیبولیت؛ یان چشمه.*

مقدمه

بازالت‌های مناطق قاره‌ای پایدار یا درون قاره‌ای شامل روانه‌های گسترده بازالت‌های تولئیتی هستند که گاهی با بازالت‌های قلیایی همراه هستند. بازالت‌های درون قاره‌ای پایدار همانند تولئیت‌های کف اقیانوس‌ها از پتاسیم و دیگر عناصر ناسازگار فقیر نیستند و بعلت چگالی پایین به طور افقی گسترش می‌یابند. این بازالت‌ها پس از رسوبات و بازالت‌های پشته میان اقیانوسی بیش‌ترین فراوانی را در سطح زمین دارند. این بازالت‌ها از پرکامبرین تا کواترنری فوران داشته‌اند [۱]. به طور کلی خاستگاه بازالت‌های سیلابی قاره‌ای (CFBs) مورد شک و تردید است [۲] برخی از پژوهشگران تنوره‌های مانتویی را در تشکیل چنین ماگماهایی دخیل می‌دانند [۳-۵]، در حالی‌که عده‌ای دیگر فرآیندهای ذوب‌شدگی سنگ‌کره را موثر می‌دانند [۷،۶]. ماگماهای سیلابی قاره‌ای براساس مقدار عناصر Ti و Y که طی دگرگونی نسبتاً غیرمتحرک بوده و معمولاً کم‌تر به جدایش بلوری حساس هستند [۹،۸]، به گروه تیتانیم پایین (Ti/Y<500) و تیتانیم بالا (Ti/Y>500) تقسیم می‌شوند [۱۰]. نسبت Ti/Y در اثر فرآیند جدایش تغییر نمی‌کند و تغییرات آن به درجه ذوب‌بخشی و یا آمیختگی سازاهای متفاوت نسبت داده می‌شود، به طوری که هر چه درجه ذوب

*نویسنده مسئول، تلفن: ۰۹۱۳۱۸۱۲۸۰۸، نمابر: ۳۲۳۲۴۴۲۳-۰۳۸، پست الکترونیکی: alireza.davoudian@gmail.com

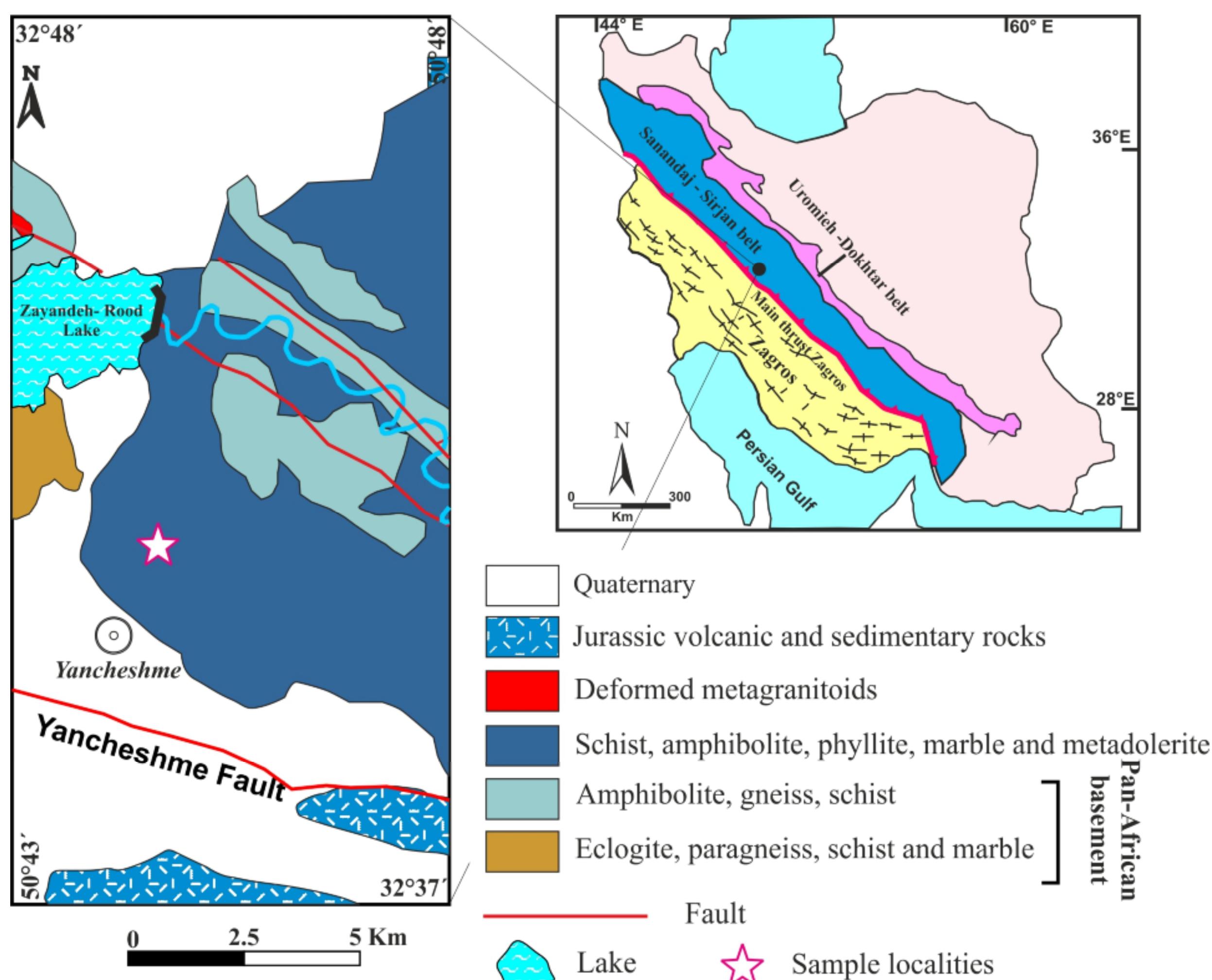
[DOI: 10.29252/ijcm.27.1.19]

بخشی بالاتر رود این نسبت مقادیر پایین‌تری را نشان می‌دهد [۱۰].

در اینجا با استفاده از داده‌های زمین‌شیمیایی عناصر اصلی و کمیاب، زمین‌شیمی و سنگ‌زایی سنگ مادر آمفیبولیت‌های شمال‌شرق روستای یان چشمه در شمال استان چهارمحال و بختیاری بررسی می‌شود.

زمین‌شناسی منطقه

منطقه مورد بررسی در جنوب دریاچه سد زاینده رود واقع شده است. در شمال‌شرق روستای یان چشمه در موقعیت ″۴۰ ´۴۴ °۵۰ تا ″۱۱ ´۴۵ °۵۰ شرقی و ″۵۴ ´۴۲ °۳۲ تا ″۲۶ ´۴۳ °۳۲ شمالی، مجموعه‌ای از سنگ‌های دگرگونی و دگرشکل‌شده وجود دارد که به عنوان بخشی از مجموعه دگرگونی شمال شهرکرد در پهنه سنندج- سیرجان در نظر گرفته می‌شوند (شکل ۱). این مجموعه دگرگونی به ترتیب فراوانی متشکل از آمفیبولیت، کوارتزیت، شیست کوارتز-فلدسپاری و مرمر است. کوارتزیت‌ها آغشتگی به آهن نشان می‌دهند (شکل ۲ الف)، در حالی که آمفیبولیت‌ها دارای رنگ سبز متمایل به سیاه هستند. به علت زمین ساخت بودن منطقه، بیشتر سنگ‌ها بشدت خرد شده هستند و مقدار زیادی واریزه را تشکیل داده‌اند. آمفیبولیت‌های مورد بررسی در این مجموعه دگرگونی به صورت توده کم و بیش کوچک و متوسط در ستیغ تپه‌ها (شکل ۲ ب) و همچنین در دامنه دره اصلی در منطقه با خطواره و برگواره آشکار رخنمون دارند.



شکل ۱ جایگاه منطقه مورد بررسی بر نقشه ایران و نقشه زمین شناسی (برگرفته از مرجع [۱۱] با اندکی تغییرات).

[DOI: 10.29252/ijcm.27.1.19]



شکل ۲ الف) کوارتزیت با آغشتگی به آهن و آمفیبولیت تیره‌رنگ. ب) سنگ‌های آمفیبولیت در ستیغ. پ) بافت میلونیتی در سنگ‌های آمفیبولیتی، (با پهنای میدان دید ۳ میلی‌متر و نور XPL)، ت) پورفیروکلاست‌های آمفیبول که حرکت راستگرد را نشان می‌دهند؛ (با پهنای میدان دید ۳ میلی‌متر و نور XPL)، ث) بلورهای آمفیبول که در اثر دگرشکلی دینامیک منطقه، به اکتینوت سوزنی تبدیل شده‌اند، (پهنای میدان دید ۳ میلی‌متر و نور XPL) و ج) پورفیروکلاست‌های آمفیبول که در اثر دگرشکلی شکسته شده و جابه‌جایی نشان می‌دهند، (پهنای میدان دید ۳ میلی-متر و نور XPL).

ناحیه مورد بررسی بخشی از مجموعه دگرگونی شمال شهرکرد بوده که دارای تنوعی از سنگ‌های اکلوژیت، آمفیبولیت، گارنت آمفیبولیت، مرمر، شیست، متاپسامیت، ارتوگنایس، پاراگنایس و متاگرانیت‌های میلونیتی است. زمان دگرگونی این سنگ‌ها بر اساس نتایج سن‌سنجی $^{40}Ar/^{39}Ar$ بر بلورهای میکای سفید فنژیتی ژوراسیک زیرین مشخص شده است [۱۱]. در نتیجه این دگرگونی سنگ‌هایی با رخساره دگرگونی اکلوژیت تشکیل شده‌اند. بنابراین زمان شروع فرورانش اقیانوس نئوتتیس به زیر پهنه سنندج – سیرجان ۱۸۴ میلیون سال پیش (ژوراسیک پیشین) است [۱۱]. پس از رخداد دگرگونی فشار بالا، سنگ‌های دگرگونی به سمت بالا صعود کرده و در سربرآوری دچار دگرگونی رخساره آمفیبولیت

[DOI: 10.29252/ijcm.27.1.19]

به همراه میلونیتی شدن (ناشی از تاثیر دگرشکلی شکل‌پذیر) شده‌اند [۱۱،۱۲]. بنابراین آمفیبولیت‌های مورد بررسی در این پژوهش برآمده از دگرگونی در شرایط فرورانش و رخدادهای بعدی وابسته به آن هستند. سنگ‌های این مجموعه دگرگونی (بویژه شیست‌های کوارتز-فلدسپاتی) دارای برگواره و خطواره بارزی بوده و خطواره کششی آنها که خطواره اصلی میلونیتی شدن سنگ‌های دگرگونی است، دارای جهت حدود ۳۲۰ تا ۳۳۵ درجه (به سمت شمال غرب) با زاویه شیب ملایم است. این خطواره به موازات روند کلی کوهزایی زاگرس است. سنگ-های متابازیت (آمفیبولیت، گارنت آمفیبولیت و اکلوژیت) موجود در مجموعه شمال شهرکرد در اثر تغییر شرایط دگرگونی، رخساره‌های متفاوت شیست سبز، آمفیبولیت و اکلوژیت را نمایان می‌سازند [۱۲] و همچنین تصور بر این بوده است که دارای سنگ مادر (پروتولیت) بازالتی هستند و در یک محیط پشت کمان ایجاد شده‌اند [۱۳].

روش انجام پژوهش

پس از برداشت نمونه‌ها با ثبت مختصات جغرافیایی توسط دستگاه GPS، از بین آنها ۳۰ نمونه سالم جهت مقطع نازک انتخاب شد. پس از تهیه مقاطع نازک، بررسی دقیق کانی‌شناسی-سنگ‌شناسی و ریزساختاری نمونه‌ها با استفاده از میکروسکوپ قطبشی (المپوس) انجام شد. همچنین به منظور بررسی و مطالعه رفتار زمین‌شیمیایی عناصر اصلی، کمیاب و خاکی نادر، ۷ نمونه به روش‌های طیف‌سنجی نشر نوری و جرمی پلاسمای جفت شده القایی (به ترتیب ICP-OES و ICP-MS) در آزمایشگاه ACME در کشورکانادا تجزیه شدند. دقت برای عناصر اصلی ۰/۰۱ تا ۰/۰۲ درصد و حدود تشخیص دستگاه برای عناصر کمیاب و نادر خاکی به ترتیب برابر با ۰/۰۱ تا ۱ قسمت در میلیون در نظر گرفته شد. نمودارهای تشخیصی (تفکیکی) مربوط به آنها با استفاده از نرم افزارهای GCDkit, Excel و CorelDraw 8X رسم شد، که در ادامه بررسی و تفسیر می‌شوند.

سنگ‌نگاری

کانی‌شناسی سنگ‌های مورد بررسی نسبتاً ساده بوده و بیشتر از کانی‌های آمفیبول، پلاژیوکلاز، کوارتز و به مقدار کم‌تر از بیوتیت، کلینوزوئیزیت، تیتانیت، کلریت، میکای سفید (فنژیت)، کلسیت و کانی‌های کدر تشکیل‌شده‌اند. این سنگ‌ها بافت میلونیتی (شکل ۲ پ) نشان می‌دهند. ویژگی کانی‌ها به صورت زیر است:

آمفیبول به صورت پورفیروکلاست متوسط تا درشت‌دانه با رنگ سبز روشن تا سبز مایل به زرد دیده می‌شوند که به طور کلی چندرنگی شدیدی نشان نمی‌دهند. آمفیبول درشت در نور طبیعی در اثر دگرشکلی دچار رنگ پریدگی شده و در نور قطبیده نیز خاموشی موجی نشان می‌دهد. این کانی در مقاطع طولی یک دسته رخ و در مقاطع عرضی دو دسته رخ دارد که به علت تجزیه و تبدیل به کلریت و بیوتیت در امتداد آنها آزادشدگی تیتانیت رخ داده است. آنها در اثر دگرشکلی دینامیک منطقه، بیشتر به صورت آمفیبول ماهی در آمده‌اند که براساس رده‌بندی مرجع [۱۴] در رده ۲، ۱ و ۶ قرار می‌گیرند و جهت حرکت راستگرد را نشان می‌دهند (شکل ۲ ت). این کانی‌ها در اثر میلونیتی شدن شدید تبدیل به اکتینوت الیافی یا دسته علفی شده‌اند که زمینه و برگواره جدید سنگ را تشکیل داده‌اند (شکل ۲ ث). پورفیروکلاست‌های آمفیبول احتمالاً گاهی در اثر دگرشکلی‌های نیمه شکنا و شکنا بعدی دچار خردشدگی و جابه‌جایی قطعات شده‌اند (شکل ۲ ج) که فضای بین قطعات خرد شده را کلسیت و کلریت پر کرده‌اند. درصد پورفیروکلاست‌های آمفیبول نسبت به زمینه سنگ با افزایش شدت دگرشکلی کاهش یافته است.

پلاژیوکلازها بیشتر به صورت پورفیروکلاست‌هایی کوچک دیده می‌شوند که معمولاً جهت برش راست‌گرد را نشان می-دهند. آنها گاهی دارای ماکل تکراری (چندریختی) هستند و آثار تجزیه به سریزیت آشکارا نشان می‌دهند. این کانی‌ها گاهی به صورت ریز بلور زمینه سنگ را تشکیل می‌دهند و همراه با کوارتز فضای بین بلورها را پر کرده‌اند.

کوارتز با اندازه کوچک فضای بین دانه‌ها را پر کرده است و گاهی دارای کشیدگی است. همچنین بلورهای کوارتز در برخی موارد به صورت رگچه‌هایی برگواره سنگ را قطع کرده‌اند که دارای خاموشی موجی هستند. این موضوع بیانگر تداوم تاثیر فازهای دگرشکلی پس از ورود رگچه‌های سیلیسی به درون سنگ است.

[DOI: 10.29252/ijcm.27.1.19]

میکای سفید (فنژیت) در سنگ‌هایی که دچار دگرشکلی بیشتری شده‌اند فراوان‌تر است. این کانی ورقه‌ای که دارای اندازه‌ای کوچک و دارای جهت یافتگی شدیدی است، از برگوارگی اصلی سنگ پیروی می‌کند و گاه پورفیروکلاست‌های پلاژیوکلاز و آمفیبول را دور می‌زنند.

کلینوزوئزیت‌ها بصورت دانه‌های منفرد و یا گاهی بصورت اجتماعی از چند بلور دیده می‌شوند و غالباً ناشی از دگرگونی و همچین دگرسانی بلورهای آمفیبول هستند. این بلورها با توجه به ابعاد معمولاً هم بعد دانه هستند و جهت یافتگی خاصی را نشان نمی‌دهند.

بیوتیت‌ها طی تغییر و دگرگونی آمفیبول تشکیل شده‌اند و به همین علت بدون شکل هستند. آنها دارای چندرنگی قهوه‌ای روشن تا تیره هستند و معمولا رخ نشان نمی‌دهند.

تیتانیت به ندرت به صورت شکل‌دار دیده می‌شود و بیش‌تر به صورت تجزیه‌ای درون و در امتداد رخ‌های آمفیبول‌ها و اطراف کانی کدر دیده می‌شود (شکل ۲ ج).

کلریت برآمده از تجزیه کانی آمفیبول و دارای چندرنگی سبز کم‌رنگ تا بی‌رنگ است.

کانی کدر به صورت کشیده دیده می‌شود و در راستای جهت‌یافتگی کلی سنگ قرار می‌گیرد. این کانی از اطراف در حال تبدیل به تیتانیت است که گاهی این تبدیل به طور کامل صورت گرفته است و دروغین ریخت هستند. در مرکز و هسته برخی از کانی‌های کدر می‌توان کانی روتیل را مشاهده کرد، بنابراین ترکیب این کانی‌های کدر احتمالاً ایلمنیت است که از دگرگونی کانی روتیل شکل گرفته‌اند.

زمین‌شیمی

نتایج تجزیه نمونه‌ها به روش‌های ICP-MS و ICP-OES در جدول ۱ آورده شده است. آمفیبولیت‌ها می‌توانند برآمده از دگرگونی خاستگاه رسوبی (شیل آهکی یا دلومیتی) و یا خاستگاه آذرین (بازالت، دلریت و گابرو) باشند. براساس داده‌های جدول ۱ و با توجه به عوامل زمین‌شیمیایی مانند پارامترهای نیگلی نسبت به شکل ۳ الف)، مقادیر Ni و TiO_2 (شکل ۳ ب) مقادیر بالای Cr/Th (بیش از ۱۰۰، در مورد این سنگ‌ها ۹۹۶-۴۵۰)، مقادیر پایین Th/La (≤۰٫۱۵) (در اینجا ۰٫۱۲-۰٫۰۹)، بالا بودن مقدار کروم (۱۹۰۰ -۱۱۶۹ قسمت در میلیون) و کبالت (۵۱٫۴-۳۹٫۴ قسمت در میلیون) خاستگاه آذرین به عنوان سنگ‌مادر این سنگ‌هاست [۱۵-۲۰]. سنگ‌های مورد بررسی مقادیر پایین SiO_2 (۴۹٫۲۰- ۴۴٫۹۱ درصد وزنی)، TiO_2 (۱٫۵۳- ۱٫۰۶ درصد وزنی)، P_2O_5 (۰٫۳۷- ۰٫۲۱ درصد وزنی)، Zr (۱۴۰٫۵- ۹۷٫۲ قسمت در میلیون) و مقادیر بالای MgO (۱۳٫۱۶- ۱۱٫۲۰ درصد وزنی)، Ni (۳۷۰- ۲۹۹ قسمت در میلیون)، Nb (۱۹- ۱۳ قسمت در میلیون) و Sr (۷۰۰- ۳۰۰ قسمت در میلیون) را نشان می‌دهند.

با توجه به مقدار سیلیس، مقادیر کروم (۱۹۰۰-۱۱۶۹ قسمت در میلیون) و نیکل (۳۷۰- ۲۹۹ قسمت در میلیون) ماگمای این سنگ‌ها تقریبا از نوع ماگمای اولیه است که البته بالا بودن مقدار Mg# (۷۶ تا ۸۱) و نیکل به همراه پایین بودن سیلیس در این سنگ‌ها نشانگر باقی‌مانده انباشت فرامافیک مثل اولیوین است تا اولیه بودن ماگما. با توجه به کانی‌های هنجاری (نبود کوارتز و نفلین هنجاری) ماگمای سازنده این سنگ‌ها بازالت نوع اولیوین تولئیت بوده است که در نمودار مجموع قلیا به سیلیس (TAS) [۲۱] جزو سنگ‌های بازی نیمه قلیایی قرار می‌گیرند (شکل ۳ پ). از طرف دیگر، در نمودار SiO_2 نسبت به FeO^*/MgO، نمونه‌ها در گستره تولیئت و آهکی-قلیایی قرار می‌گیرند (شکل ۳ ت). با توجه به پراکندگی نمونه‌ها در گستره‌های آهکی-قلیایی پتاسیم بالا و پایین درنمودار K_2O نسبت به SiO_2 [۲۲] شکل ۳ ث) احتمالاً مقدار K_2O طی فرآیندهای ثانویه تغییر کرده است. بنابراین از مقدار عنصر Zr نسبت به عناصر سنگ‌دوست بزرگ یون (LILE) و عناصر با شدت میدان بالا (HFSE) جهت بررسی تحرک عناصر طی فرآیندهای ثانویه استفاده می‌شود (شکل ۴). در حالی که مقدار Na_2O ، K_2O، MgO، Rb و Sr نسبت به Zr روند خاصی نشان نمی‌دهد و نشان‌دهنده تحرک آنها طی فرآیندهای ثانویه است، بنابراین نمی‌توان از آنها برای بیان ماهیت ماگمایی این سنگ‌ها استفاده نمود. مقدار TiO_2 و Nb نسبت به Zr تطابق مثبت خوبی نشان می‌دهند که بیانگر این است که تغییرات این عناصر احتمالاً وابسته به فرآیند جدایش آذرین است تا حوادث دگرگونی (شکل ۴).

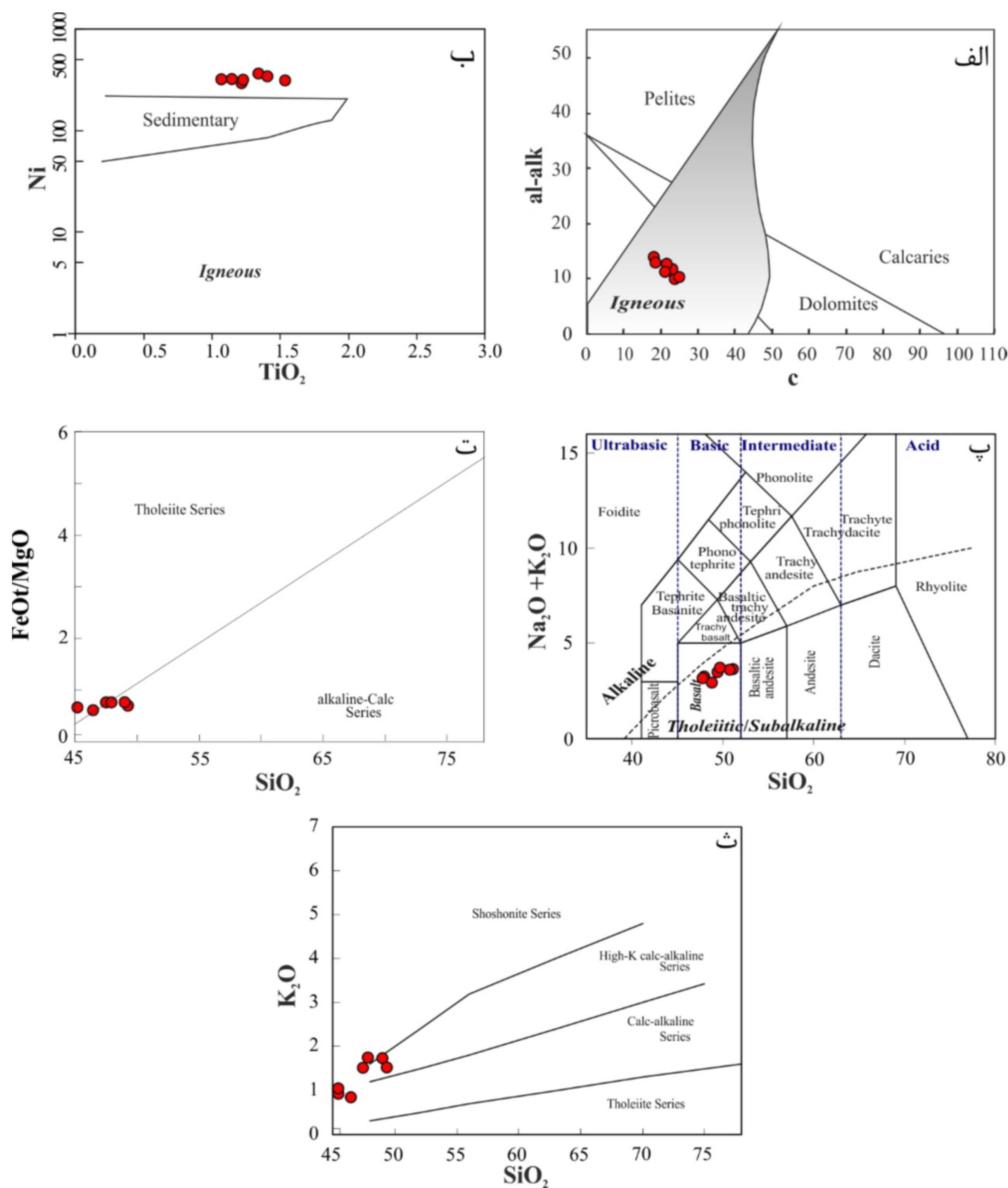
[DOI: 10.29252/ijcm.27.1.19]

جدول ۱ نتایج تجزیه آمفیبولیت‌های شمال‌شرق یان چشمه به روش‌های ICP-MS و ICP-OES (عناصر اصلی بر حسب درصد وزنی، فرعی، عناصر کمیاب و REE ها بر حسب ppm .

	Ho-1-6	Ho-2-1	Ho-2-2	Ho-2-3	Ho-2-5	Ho-2-6	Ho-2-7
SiO_2 %Wt	۴۴/۹۱	۴۷/۴۳	۴۶/۴۰	۴۵/۱۱	۴۹/۲۰	۴۸/۹۷	۴۷/۸۰
Al_2O_3	۱۴/۶۹	۱۳/۵۴	۱۴/۲۱	۱۵/۴۵	۱۲/۶۴	۱۲/۴۲	۱۳/۹۶
Fe_2O_3*	۹/۳۰	۱۰/۰۸	۸/۸۰	۹/۵۰	۸/۶۷	۹/۴۹	۹/۳۷
MgO	۱۳/۱۶	۱۲/۰۷	۱۲/۶۳	۱۲/۹۲	۱۱/۲۰	۱۱/۳۶	۱۱/۲۲
CaO	۷/۹۱	۸/۹۲	۹/۱۳	۷/۷۳	۱۰/۱۸	۹/۷۷	۹/۶۴
Na_2O	۱/۹۶	۱/۸۰	۱/۹۵	۱/۹۹	۱/۸۸	۱/۷۷	۱/۸۰
K_2O	۱/۰۳	۱/۵۲	۰/۸۳	۰/۹۶	۱/۵۷	۱/۷۲	۱/۷۲
TiO_2	۱/۰۶	۱/۱۴	۱/۵۳	۱/۲۲	۱/۳۳	۱/۴۰	۱/۲۱
P_2O_5	۰/۲۲	۰/۲۱	۰/۳۷	۰/۲۵	۰/۲۹	۰/۳۱	۰/۲۵
MnO	۰/۱۶	۰/۱۹	۰/۱۶	۰/۱۷	۰/۱۷	۰/۱۹	۰/۱۸
افت گرمایی	۵/۱	۲/۶	۳/۵	۴/۲	۲/۳	۲/۰	۲/۳
مجموع	۹۹/۶۸	۹۹/۶۷	۹۹/۶۵	۹۹/۶۴	۹۹/۶۶	۹۹/۶۷	۹۹/۶۷
Ba (ppm)	۲۵۰	۵۹۱	۲۷۴	۳۳۷	۸۲۷	۹۳۰	۶۱۷
Ni	۳۲۴	۳۲۶	۳۱۷	۳۲۳	۳۷۰	۳۴۵	۲۹۹
Sc	۲۲	۲۷	۲۲	۲۳	۲۸	۲۷	۲۷
Cr	۱۱۸۴	۱۷۵۴	۱۱۶۹	۱۲۱۳	۱۹۰۰	۱۷۸۳	۱۵۹۳
Co	۵۰/۶	۴۵/۳	۴۶/۷	۵۱/۴	۴۰/۶	۳۹/۴	۴۱/۰
Cs	۰/۳	۲/۰	۰/۲	۰/۳	۰/۳	۰/۴	۱/۶
Ga	۱۱/۴	۱۲/۹	۱۲/۳	۱۲/۲	۱۱/۰	۱۰/۴	۱۲/۸
Hf	۲/۳	۲/۴	۳/۲	۲/۶	۳/۲	۳/۴	۲/۵
Nb	۱۳/۰	۱۲/۱	۱۹/۱	۱۴/۳	۱۶/۵	۱۷/۴	۱۳/۳
Rb	۲۵/۸	۴۰/۰	۲۱/۱	۲۳/۵	۳۸/۴	۵۰/۶	۵۰/۶
Sr	۳۷۷/۱	۴۹۰/۷	۵۸۸/۶	۶۵۹/۷	۷۱۵/۳	۵۰۳/۷	۶۲۴/۳
Ta	۰/۹	۰/۷	۱/۲	۰/۹	۱/۱	۱/۲	۰/۹
Th	۱/۷	۱/۸	۲/۶	۱/۸	۲/۵	۲/۷	۱/۶
U	۰/۶	۰/۵	۰/۷	۰/۶	۰/۶	۰/۸	۰/۵
V	۱۵۱	۱۸۷	۱۸۲	۱۶۴	۲۰۸	۲۰۰	۱۹۳
W	۰/۸	۰/۷	۱/۲	۰/۶	۰/۷	۱/۲	۰/۷
Zr	۹۹/۸	۹۷/۲	۱۴۰/۵	۱۱۳/۴	۱۳۶/۲	۱۳۶/۵	۱۰۴/۶
Y	۱۴/۹	۱۶/۴	۲۱/۳	۱۸/۲	۲۲/۶	۲۳/۱	۲۰/۲
La	۱۶/۲	۱۷/۲	۲۲/۹	۱۸/۲	۲۰/۲	۲۲/۸	۱۷/۵
Ce	۳۴/۸	۳۶/۱	۴۷/۵	۳۸/۳	۴۳/۵	۴۷/۴	۳۹/۵
Pr	۳/۸۷	۴/۱۶	۵/۶۶	۴/۳۹	۵/۱۵	۵/۳۹	۴/۴۷
Nd	۱۶/۳	۱۶/۲	۲۲/۴	۱۸/۷	۲۱/۲	۲۱/۴	۱۸/۱
Sm	۳/۱۲	۳/۴۸	۴/۶۰	۳/۴۷	۴/۵۴	۴/۴۷	۳/۷۲
Eu	۱/۰۵	۱/۰۳	۱/۴۸	۱/۱۵	۱/۳۹	۱/۵۵	۱/۱۲
Gd	۳/۲۷	۳/۵۵	۴/۷۰	۳/۵۸	۴/۶۵	۴/۷۷	۳/۹۶
Tb	۰/۴۸	۰/۵۳	۰/۶۷	۰/۵۵	۰/۶۸	۰/۷۱	۰/۶۲
Dy	۲/۹۶	۳/۱۹	۴/۰۹	۳/۴۳	۴/۲۰	۴/۳۶	۳/۶۸
Ho	۰/۵۸	۰/۵۸	۰/۸۱	۰/۶۵	۰/۸۰	۰/۸۶	۰/۷۰
Er	۱/۶۷	۱/۷۵	۲/۲۵	۱/۸۳	۲/۲۴	۲/۵۸	۱/۹۱
Tm	۰/۲۳	۰/۲۴	۰/۳۰	۰/۲۴	۰/۳۳	۰/۳۵	۰/۲۸
Yb	۱/۴۴	۱/۵۷	۲/۰۳	۱/۶۹	۲/۱۳	۲/۲۶	۱/۸۶
Lu	۰/۲۳	۰/۲۵	۰/۳۱	۰/۲۵	۰/۳۲	۰/۳۶	۰/۲۶

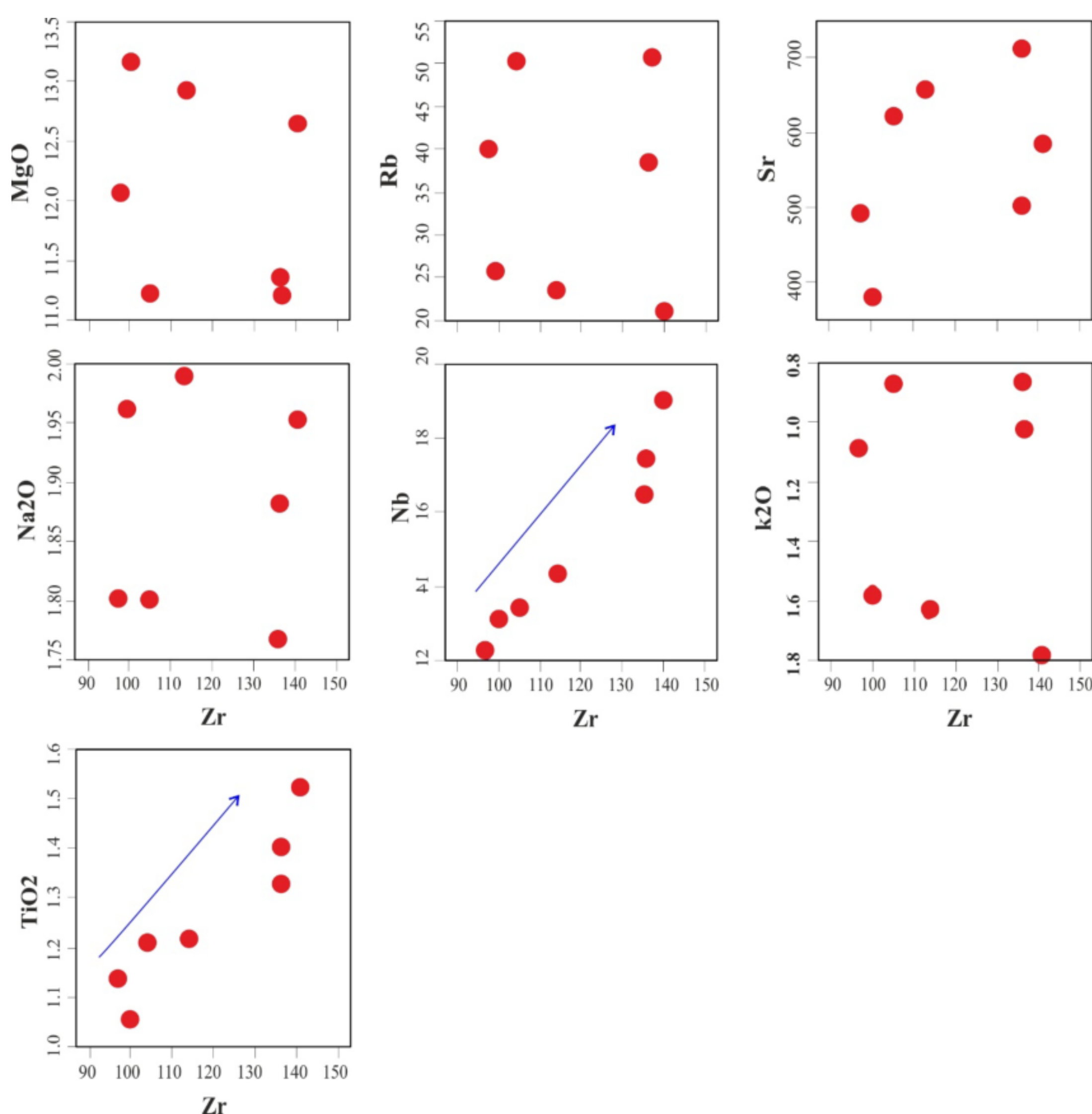
* Fe کل به صورت Fe_2O_3

[DOI: 10.29252/ijcm.27.1.19]



شکل ۳ الف و ب) به ترتیب نمودار al-alk نسبت به c [۱۷] و نمودار TiO_2 نسبت به Ni [۱۶] که نمونه ها در آنها در گستره آذرین قرار می‌گیرند که نشان می‌دهد که سنگ‌های مورد بررسی ارتوآمفیبولیت هستند، پ) نمودار TAS [۲۱] که براساس آن سنگ‌های مورد بررسی دارای سنگ مادر بازالت نیمه قلیایی هستند. ت) نمونه‌ها در گستره تولئیت و آهکی-قلیایی نمودار SiO_2 نسبت به FeO*/MgO که باتوجه به آن قرار می‌گیرند و ث) نمودار K_2O نسبت به SiO_2 [۲۲] که براساس آن نمونه‌ها در گستره آهکی-قلیایی پتاسیم پایین تا بالا قرار می‌گیرند.

[DOI: 10.29252/ijcm.27.1.19]

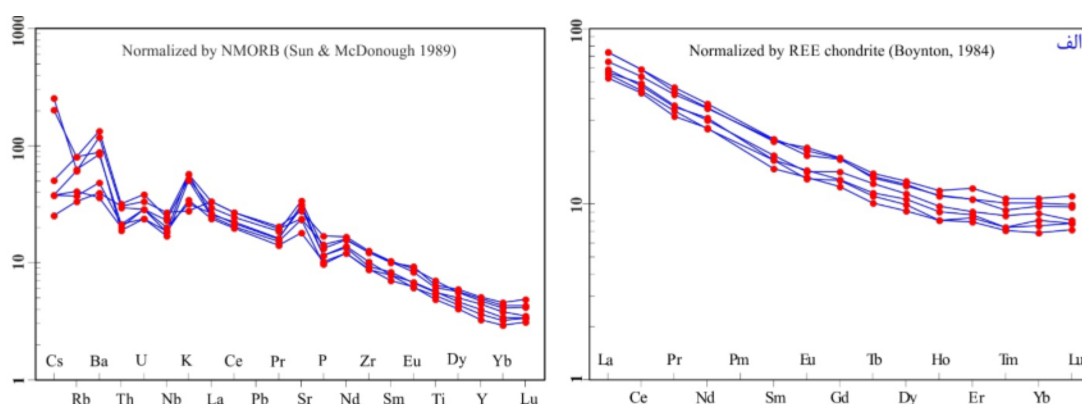


شکل ۴ نمودار تغییرات نسبت به مقدار عنصر Zr .

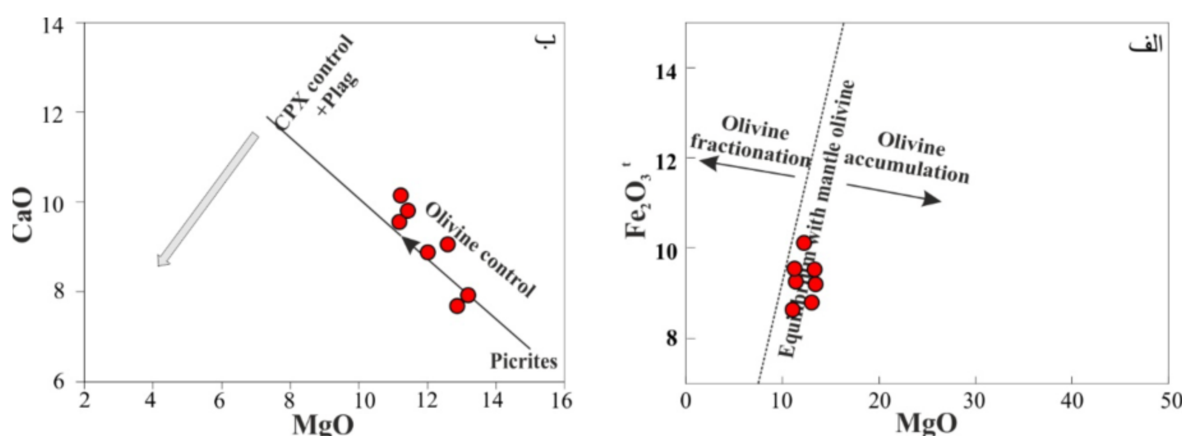
الگوی عناصر خاکی نادر (REE) بهنجارشده به کندریت غنی‌شدگی عناصر خاکی نادر سبک (LREE) نسبت به عناصر خاکی نادر سنگین (HREE) (مقدار La_N/Yb_N از ۷٫۶۱ تا ۶٫۳۴ و مقدار CeN/YbN از ۵٫۲۸ تا ۶٫۲۵) را نشان می‌دهد (شکل ۵ الف، [۲۳]) که بیانگر ماگمای نوع بازالت پشته‌های میان اقیانوسی نوع مورب غنی شده (E-MORB) و حضور احتمالی گارنت در خاستگاه است [۲۵،۲۴]. همچنین ناهنجاری نامشخصی (ناهنجاری ضعیف مثبت و منفی) از Eu (Eu/Eu*) از ۰٫۸۹ تا ۱٫۰۳) نیز دیده می‌شود. الگوی HREEها مسطح و صاف است (Gd_N/Lu_N) از ۱٫۶۵ تا ۱٫۸۸) الگوی فرورفته REE بهنجارشده به کندریت نشان‌دهنده نقش مشخص جدایش آمفیبول و پیروکسن در ایجاد سنگ مادر این آمفیبولیت‌هاست [۲۶]، زیرا هورنبلند توسط غنی‌شدگی REEها و به‌ویژه عناصر نادر متوسط MREE مشخص می‌شود [۲۸،۲۷].

نمودار عناصر کمیاب به هنجارشده به گوشته اولیه [۲۹] و مورب [۳۰] تقریبا یکنواخت است. عناصر سنگ‌دوست بزرگ یون نسبت به REEها و HFSE غنی‌شدگی نشان می‌دهند (شکل ۵ ب). برای آنها همچنین غنی‌شدگی از LREE، Sr و Ba به همراه تهی‌شدگی از Nb دیده می‌شود. ناهنجاری Sr، تهی‌شدگی از Th و U نسبت به Ba و La می‌تواند نشان‌دهنده تنوره باشد [۳۲،۳۱]. با توجه به نمودارهای MgO نسبت به $Fe_2O_3^*$ و CaO دگرگونی ماگما در اثر جدایش بلوری کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز از مذاب بدون اولیوین است (شکل ۶).

[DOI: 10.29252/ijcm.27.1.19]



شکل ۵ الف) الگوی REE بهنجار شده نسبت به کندریت برای آمفیبولیت‌های شمال‌شرق یان چشمه [۲۳] و ب) مقادیر بهنجار شده عناصر کمیاب و REE این آمفیبولیت‌ها نسبت به MORB [۲۸].



شکل ۶ الف)تغییرات مقدار MgO برحسب $Fe_2O_3^t$ که نشان می‌دهد که انباشت اولیوین در تکوین ماگما دخیل است و ب)تغییرات MgO بر حسب CaO که نشان می‌دهد که جدایش بلوری توسط کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز کنترل می‌شود [۳۳].

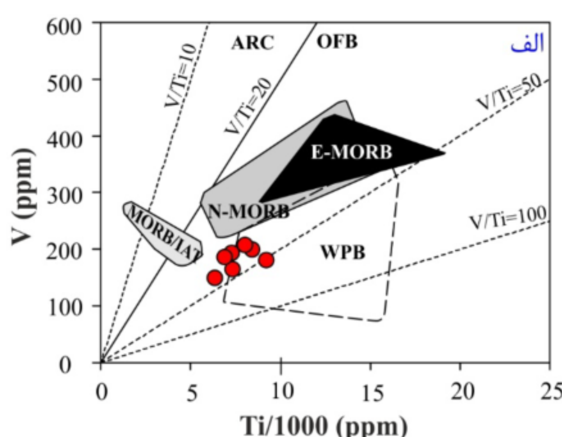
محیط زمین‌ساختی و سنگ‌زایی

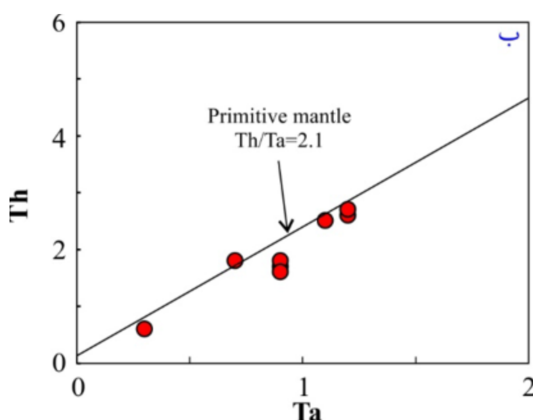
ترکیب شیمیایی آمفیبولیت‌های مورد بررسی نشان‌دهنده یک سنگ مادر بازالتی با تمایلات تولئیتی است. مقادیر پایین TiO_2، Zr، P_2O_5 و Nb/Y (۰٫۹۰ -۰٫۶۶) به همراه غنی‌شدگی از LREE همراه با ناهنجاری منفی Nb از مشخصه‌های بازالت‌های تولئیتی سیلابی قاره‌ای است [۳۴]. همچنین در نمودار Ti نسبت به V، نمونه‌های مورد بررسی در گستره درون صفحه قاره‌ای قرار می‌گیرند (شکل ۷ الف).

در الگوی چندعنصری بهنجار شده به مانتو و الگوی عناصر خاکی نادر بهنجار شده به کندریت غنی‌شدگی LILE و LREE دیده می‌شود که نشان دهنده وجود یک خاستگاه گوشته‌ای برای این سنگ‌هاست.

تغییر نسبت La/Yb از (۱۱٫۲۸- ۹٫۴۱) مربوط به تغییر در درجه ذوب‌بخشی، تبلور جدایشی آلودگی پوسته‌ای و یا ترکیبی از اینهاست [۲].مقادیر پایین Nb/La (۰٫۸۳ -۰٫۴۹) نیز به آلودگی پوسته‌ای [۳۵] و یا غنی‌شدگی دگرنهاده خاستگاه مانتویی نسبت داده می‌شود [۳۶]. مذاب‌های گوشته‌ای دارای نسبت Th/Ta حدود ۲٫۱ هستند [۲۹] و میانگین این نسبت در پوسته قاره‌ای بالای ۱۰٫۷ است [۳۷]. در سنگ‌های مورد بررسی این نسبت از ۱٫۸ تا ۲٫۶ (با میانگین ۲٫۱) تغییر می‌کند و در نمودار Th-Ta در نزدیکی خط مانتوی اولیه قرار می‌گیرند (شکل ۷ ب) که نشان‌دهنده عدم آلودگی توسط پوسته قاره‌ای است. همچنین مقدار پایین Th/Nb (۰٫۱۶- ۰٫۱۲) و Zr/Nb (۸٫۲۵- ۷٫۳۶) در مقایسه با سنگ‌های پوسته‌ای (به ترتیب ۰٫۰۸-۰٫۴۲ و ۹٫۴-۴۰، [۳۸]) نشان می‌دهد که آلودگی گسترده پوسته‌ای وجود ندارد، این در حالی است که این نسبت‌ها شباهت به بازالت‌های جزایر اقیانوسی (OIB) (به ترتیب ۰٫۰۶ و ۴٫۲، [۳۹]) دارند، بنابراین ماگمای مادر این آمفیبولیت‌ها می‌تواند برآمده از یک گوشته‌ی اولیه با خاستگاه OIB باشد. به طور کلی افزایش LILE (Ba, Rb, K) و مقادیر پایین Y، Nb و Zr بیانگر فرآیند آلودگی پوسته‌ای در ماگماهای سیلابی قاره‌ای دما بالا و اولیه است.

[DOI: 10.29252/ijcm.27.1.19]





شکل ۷ الف) نمودار Ti -V که براساس آن، نمونه‌ها در محیط زمین‌ساختی درون صفحه‌ای قرار می‌گیرند [۴۳] و ب) نمودار Ta بر حسب Th که در آن نمونه‌ها در امتداد خط مانتوی اولیه قرار گرفته‌اند که نشان‌دهنده عدم آلودگی پوسته‌ای است [۳۷].

همچنین مقادیر پایین Rb (۵۰/۶- ۲۱/۱) نیز نشان می‌دهد که احتمال آلودگی پوسته‌ای کم است. مقادیر پایین Nb نشان می‌دهد که مذاب توسط مواد پوسته‌ای (آلودگی خارجی) آلوده نشده است، بلکه توسط چرخش دوباره سنگ‌کره‌ای طی فرورانش ورقه اقیانوسی به داخل مانتو (مواد مانتوی بالایی تهی شده) آلوده شده است [۴۰]. نسبت Nb/Th در گوشته‌ی اولیه ۸ و در پوسته قاره‌ای تقریبا ۱/۱ است [۲۹،۱۸]. نسبت Nb/Yb در این سنگ‌ها در گستره ۹/۴۱ تا ۷/۱۴ تغییر می‌کند که نشان‌دهنده یک خاستگاه گوشته‌ای غنی‌شده است [۴۱].

در نمودار عناصر کمیاب به هنجار شده به گوشته‌ی اولیه، Nb ناهنجاری منفی نشان می‌دهد، اما نسبت به توریم و لانتانیم بدون ناهنجاری است و یا ناهنجاری منفی ضعیف نشان می‌دهد. عناصر کمیاب اطلاعاتی از ضخامت سنگ کره یا عمق تولید ماگما و یا مقدار کشش می‌دهند [۱۰، ۴۲]، به طوری که نسبت Ce/Yb (۲۰/۴۲-۲۴/۱۷) می‌تواند از ذوب‌شدگی در عمق نسبتاً زیاد مانتو نتیجه شود.

مذاب برآمده از ذوب‌بخشی در میدان پایداری گارنت دارای نسبت‌های Gd/Yb و La/Yb بالایی است، زیرا گارنت تمایل به نگهداری HREE نسبت به LREE دارد. وقتی ذوب در میدان پایداری گارنت صورت گیرد، La/Yb و Sm/Yb به شدت جدایش می‌یابند ولی اگر ذوب در میدان پایداری اسپینل صورت گیرد، La/Yb نسبتاً جدایش یافته و Sm/Yb تقریباً جدایش نیافته هستند [۳۳، ۴۱]. حضور گارنت باقیمانده طی ذوب توسط Gd/Yb و Sm/Yb به خوبی مشخص می‌گردد. مقدار La_N/Yb_N (۶/۳۴ -۷/۵۸)، Sm_N/Yb_N (۲/۱۲ -۲/۴۳) و Gd_N/Yb_N (۱/۷۰ -۱/۸۷) جدایش کم HREEها را نشان می‌دهد که ماگمای مادر برآمده ذوب‌بخشی خاستگاه گوشته‌ی در گستره پایداری اسپینل است [۳۳].

برداشت

آمفیبولیت‌های شمال شرق یان چشمه به عنوان بخشی از مجموعه دگرگونی شمال شهرکرد دارای سنگ مادر آذرین است که با توجه به مقدار سیلیس در گستره سنگ‌های بازی از نوع اولیوین تولئیت قرار می‌گیرند. عدم وجود ناهنجاری Eu بیانگر تولید سریع ماگمای سازنده است. همچنین با توجه به بالا بودن Sr و نبود تهی‌شدگی HREE (Lu, Yb) در نمودارهای بهنجار شده، پلاژیوکلاز در خاستگاه پایدار بوده و گوشته ترکیب اسپینل لرزولیتی داشته است. تمایلات تولئیتی، درصد پایین عناصر قلیایی به همراه بالا بودن FeO، MgO، Cr و Ni و مقدار پایین Ti/Y نشانگر ذوب‌بخشی بالاست که محیط کششی درون قاره‌ای همراه با کاهش فشار سریع که منجر به نرخ بالای ذوب‌بخشی و بالا آمدن سریع (عدم آلودگی پوسته‌ای) می‌گردد را برای تشکیل سنگ مادر بازالتی این سنگ‌ها معرفی می‌کند. به طور کلی این شواهد زمین‌شیمیایی می‌تواند نشان دهنده ویژگی‌های بازالت‌های تولئیتی سیلابی قاره‌ای برای سنگ‌های مورد بررسی باشد.

قدردانی

نویسندگان مقاله از حمایت دانشکده منابع طبیعی و علوم زمین دانشگاه شهرکرد در به ثمر رساندن این پژوهش قدردانی می‌نمایند.

[DOI: 10.29252/ijcm.27.1.19]

مراجع

[1] Ntaflos T., Richter W., *"Geochemical constraints on the origin of the continental flood basalt magmatism in Franz Josef Land, Arctic Russia",* European Journal of Mineralogy 15 (2003) 649-663.

[2] Reichow M.K., Saunders A., White R., Al'Mukhamedov A., Medvedev A.Y., *"Geochemistry and petrogenesis of basalts from the West Siberian Basin: an extension of the Permo–Triassic Siberian Traps, Russia",* Lithos 79 (2005) 425-452.

[3] Richards M.A., Duncan R.A., Courtillot V.E., *"Flood basalts and hot-spot tracks: plume heads and tails",* Science 246 (1989)103-107.

[4] White R., McKenzie D., *"Magmatism at rift zones: the generation of volcanic continental margins and flood basalts"*, Journal of Geophysical Research: Solid Earth 94 (1989) 7685-7729.

[5] Campbell I.H., Griffiths R.W., *" Implications of mantle plume structure for the evolution of flood basalts",* Earth and Planetary Science Letters 99 (1990) 79-93.

[6] Anderson D.L., *"The sublithospheric mantle as the source of continental flood basalts; the case against the continental lithosphere and plume head reservoirs",* Earth and Planetary Science Letters 123 (1994) 269-280.

[7] King S.D., Anderson D.L., *"Edge-driven convection",* Earth and Planetary Science Letters 160 (1998) 289-296.

[8] Peate D.W., Hawkesworth C.J., Mantovani M.S., *"Chemical stratigraphy of the Paraná lavas (South America): classification of magma types and their spatial distribution",* Bulletin of Volcanology 55 (1992) 119-139.

[9] Xu Y., Chung S.-L., Jahn B.M., Wu, G., *"Petrologic and geochemical constraints on the petrogenesis of Permian–Triassic Emeishan flood basalts in southwestern China",* Lithos 58 (2001) 145-168.

[10] Song S., Su L., Li X.H., Zhang G., Niu Y., Zhang L., *"Tracing the 850-Ma continental flood basalts from a piece of subducted continental crust in the North Qaidam UHPM belt, NW China",* Precambrian Research 183 (2010) 805-816.

[11] Davoudian A.R., Genser J., Neubauer F., Shabanian N., *"$^{40}Ar/^{39}Ar$ mineral ages of eclogites from North Shahrekord in the Sanandaj–Sirjan Zone, Iran: Implications for the tectonic evolution of Zagros orogen",* Gondwana Research 37 (2016) 216-240.

[12] Davoudian A., Genser J., Dachs E., Shabanian N., *"Petrology of eclogites from north of Shahrekord, Sanandaj-Sirjan Zone, Iran",* Mineralogy and Petrology 92 (2008) 393-413.

[13] Malek-Mahmoudi F., Davoudian A.R., Shabanian N., Azizi H., Asahara Y., Neubauer F., Dong Y., *"Geochemistry of metabasites from the North Shahrekord metamorphic complex, Sanandaj-Sirjan Zone: Geodynamic implications for the Pan-African basement in Iran",* Precambrian Research 293 (2017) 56-72.

[14] Ten Grotenhuis S., Trouw R., Passchier C., *"Evolution of mica fish in mylonitic rocks",* Tectonophysics 372 (2003) 1-21.

[15] Kocak K., *"The petrology and geochemistry of the Ortakoy area, Central Turkey"*, Ph.D. Thesis, Glasgow Univ (1993) 280 p.

[16] Kocak K., *"Mineralogical and petrographical characteristics of the Ortakoy amphibolites and tremolite-bearing gneisses (in Turkish)",* Pamukkale Üniversitesi Mühendislik Bilimleri Dergisi, 8 (2002) 239-245.

[17] Leake B.E., *"The chemical distinction between ortho-and para-amphibolites"*, Journal of Petrology 5 (1964) 238-254.

[18] Rollinson H., *"Using geochemical data: evaluation, presentation, and interpretation",* Longman Ltd/, Essex, England (1996) 352 p.

[19] Taylor S.R. and McLennan, S/M/, *"The continental crust: its composition and evolution"*, Blackwell Oxford, England (1985).

[20] Coonrad W.L., Elliott R., *"The United States Geological Survey in Alaska: Accomplishments During 1981",* US Geological Survey (1984)

[21] Le BAS M.J., Maitre R.L., Streckeisen A., Zanettin B., *"A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram"*, Journal of petrology 27 (1986) 745-750.

[22] Peccerillo A., Taylor S.R., *"Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey",* Contributions to mineralogy and petrology 58 (1976) 63-81.

[23] Boynton W.V., *"Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies, Rare earth element geochemistry"*, Elsevier (1983).

[24] Choi S.H., Choe W.H., Lee J.I., *"Mantle heterogeneity beneath the Antarctic–Phoenix ridge off* [25] *Antarctic Peninsula"*, Island Arc 17 (2008) 172-182.

[DOI: 10.29252/ijcm.27.1.19]

Wilson M., *"Igneous Petrogenesis: A Global Tectonic Approach",* Unwin Hyman, London (1989) 466P.

[26] Temizel I., Arslan M., *"Mineral chemistry and petrochemistry of post-collisional Tertiary mafic to felsic cogenetic volcanics in the Ulubey (Ordu) area, eastern Pontides, NE Turkey",* Turkish Journal of Earth Sciences 18 (2009) 29-53.

[27] Thirlwall M., Smith T., Graham A., Theodorou N., Hollings P., Davidson J., Arculus R., *"High field strength element anomalies in arc lavas: source or process? "*, Journal of Petrology 35(1994) 819-838.

[28] Thompson R., *"Dispatches from the basalt front",* I. Experiments, Proceedings of the Geologists' Association 95(1984) 249-262.

[29] Sun S. S., McDonough W.F., *"Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes",* Geological Society, London, Special Publications 42 (1989)313-345.

[30] Pearce J. A., *"Role of sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins",* In: Hawkesworth C.J., Nurry M.L., (Eds.) Continental Basalts and Mantle Xenoliths, Shiva, Nantwich (1983) 230-249.

[31] Hofmann A., Jochum K., *"Source characteristics derived from very incompatible trace elements in Mauna Loa and Mauna Kea basalts, Hawaii Scientific Drilling Project",* Journal of Geophysical Research: Solid Earth 101(1996) 11831-11839.

[32] Norman M.D., Garcia M.O., *"Primitive magmas and source characteristics of the Hawaiian plume: petrology and geochemistry of shield picrites",* Earth and Planetary Science Letters 168 (1999) 27-44.

[33] Manikyamba C., Ganguly S., Santosh M., Saha A., Lakshminarayana G., *"Geochemistry and petrogenesis of Rajahmundry trap basalts of Krishna-Godavari Basin, India"*, Geoscience Frontiers 6 (2015) 437-451.

[34] Boillot G., Coulon C. *"La déchirure continentale et l'ouverture océanique, Géologie des marges passives",* Gordon and Breach Sci. Publ., Paris (1998) 208 p.

[35] Pik R., Deniel C., Coulon C., Yirgu G., Hofmann C., Ayalew D., *"The northwestern Ethiopian Plateau flood basalts: classification and spatial distribution of magma types",* Journal of Volcanology and Geothermal Research 81(1998) 91-111.

[36] Beccaluva L., Bianchini G., Natali C., Siena F., *"Continental flood basalts and mantle plumes: a case study of the Northern Ethiopian Plateau"*, Journal of Petrology 50 (2009) 1377-1403.

[37]McLennan S.M., *"Relationships between the trace element composition of sedimentary rocks and upper continental crust",* Geochemistry, Geophysics, Geosystems 2 (2001).

[38] Rudnick R.L., Fountain D.M., *"Nature and composition of the continental crust: a lower crustal perspective",* Reviews of geophysics 33 (1995) 267-309.

[39] Hofmann A.W., *"Chemical differentiation of the Earth: the relationship between mantle, continental crust, and oceanic crust"*, Earth and Planetary Science Letters 90 (1988) 297-314.

[40] Safonova I.Y., *"Intraplate magmatism and oceanic plate stratigraphy of the Paleo-Asian and Paleo-Pacific Oceans from 600 to 140 Ma"*, Ore Geology Reviews 35 (2009) 137-154.

[41] Xu M., Li C., Xu W., Xie C., Hu P., Wang M., *"Petrology, geochemistry and geochronology of gabbros from the Zhongcang ophiolitic mélange, central Tibet: Implications for an intra-oceanic subduction zone within the Neo-Tethys Ocean"*, Journal of Earth Science 25 (2014) 224-240.

[42] Niu Y., *"Some basic concepts and problems on the petrogenesis of intra-plate ocean island basalts"*, Chinese Science Bulletin 54 (2009) 4148-4160.

[43] Shervais J. W., *"Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas",* Earth and planetary science letters 59.1 (1982) 101-118.

[DOI: 10.29252/ijcm.27.1.19]